

LUMIVYÖRYJEN AIHEUTTAMA EROOSIO JA KERROSTUMISMUODOT

LuK-tutkielma

Oulu Mining School

Teknillinen tiedekunta

Oulun yliopisto

Topias Puumalainen

Toukokuu 2017

TIIVISTELMÄ

Lumivyöryt ovat jyrkillä rinteillä esiintyviä, pääasiassa lunta kuljettavia massaliikuntoja, jotka voivat kuitenkin kuljettaa lumimassan seassa myös debristä kuten kiviä ja orgaanista ainesta. Lumivyöryt voidaan luokitella irto- ja laattalumivyöryihin. Irtolumivyöryt ovat pistemäisestä lähteestä irtoavia ja alaspäin kasvavia lumivyöryjä. Laattalumivyöryissä lumipeitteestä irtoaa yhtenäinen laatta, kun siihen kohdistuva leikkausjännitys ylittää lumikerroksen leikkauslujuuden. Lumivyöryt kykenevät sekä erodoimaan maanpintaa että kerrostamaan kuljettamaansa ainesta erilaisiksi maaperämuodoiksi.

Lumivyöryt aiheuttavat maanpinnan eroosiota edetessään lumettoman maanpinnan päällä tai lumivyörymassojen käsittäessä koko lumipeitteen. Tärkeimmät eroosiomekanismit ovat rakeiden törmäykset ja abraasio. Tiheästä aineksesta koostuvilla lumivyöryillä, kuten vesipitoisilla lumivyöryillä, on korkea eroosiopotentiaali. Lumivyöryjen aiheuttaman eroosion nopeus vaihtelee keskimäärin välillä 0-0,5 millimetriä vuodessa.

Eroosiomuodoista, joita lumivyöryt synnyttävät, suurimpia ovat lumivyörykraatterit (engl. impact craters, impact pits), jotka ovat halkaisijaltaan 20-100 metriä, ja syvyydeltään 1-5 metriä olevia kraattereita, joiden distaalipuolella on usein puolikaaren muotoinen valli (engl. impact mound). Lineaarisia lumivyöryjen synnyttämiä eroosiomuotoja ovat lumivyörykourut (engl. avalanche chutes, avalanche furrows) ja laahausjäljet. Lumivyörykourut ovat muutamia metrejä leveitä ja 1-3 metriä syviä U-muotoisia uria. Näissä kouruissa ja lumivyöryuralla yleisesti voi esiintyä erisuuruisia lumivyöryn kuljettamien klastien maanpintaan synnyttämiä laahausjälkiä.

Lumivyöryjen kuljettaman debriksen määrä vaihtelee hyvin suuresti. Lumivyöryjen kerrostamat sedimentit ovat lajittumattomia ja niiden kivet eivät ole suuntautuneita. Sedimenttien kerrostuminen siten, että perusmassa eli lumi sulaa muun aineksen ympäriltä aiheuttaa muun muassa klastien kerrostumista toistensa varaan, epävakaisiinkin asentoihin, ja pienten rakeiden sekä orgaanisen aineksen kerrostumista suurempien kivien ja lohokareiden päälle.

Lumivyöryt kerrostavat pysähtymisvyöhykkeelleen pitkittäisiä, alaspäin leveneviä lumivyörykeiloja (engl. avalanche boulder tongues). Yleisesti satoja metrejä pitkät ja kymmenistä satoihin metriä leveät keilat koostuvat sorasta ja sitä karkeammista rakeista. Lumivyöryuralla esiintyy suurten lohokareiden distaalipuolella katvevalleja (engl. debris shadow, debris tail), jotka ovat pituudeltaan 10-15 metriä ja korkeudeltaan 0-1 metriä, ja jotka voivat olla alkuperältään sekä eroosion että kerrostumisen tulosta. Pienempiä pitkittäisiä kerrostumismuotoja ovat ruoteet (engl. ribs) ja reunavallit (engl. levées).

Poikittaisia lumivyöryjen kerrostamia maaperämuotoja ovat törmäysharjanteet (engl. impact ramparts) ja pronival-muodostumat (engl. pronival ramparts, protalus ramparts). Törmäysharjanteet muodostuvat, kun lumivyöry törmää jokuomaan singoten ja kerrostuen ainesta uoman distaalipuolelle poikittaiseksi harjanteeksi. Pronival-muodostumat ovat yleensä pysähtymisvyöhykkeellä esiintyviä matalia ja poikittaisia muodostamia, joita voivat synnyttää lumivyöryt, mutta myös muun muassa kivivyöryt ja soliflukutio.

Avainsanat: lumivyöryt, eroosiomuodot, kerrostuminen, sedimentaatio, maaperämuodot, geomorfologia

SISÄLLYSLUETTELO

1 JOHDANTO.....	1
2 LUMIVYÖRYT	2
2.1 Lumen kerrostuminen	2
2.2 Lumikerrosten hidas liike.....	4
2.3 Lumivyöryjen luokittelu ja synty	6
2.3.1 Irtolumivyöryt	7
2.3.2 Laattalumivyöryt.....	8
2.3.3 Lumivyöryalueen terminologiasta	11
3 LUMIVYÖRYJEN AIHEUTTAMA EROOSIO.....	12
3.1 Eroosiomekanismit.....	12
3.2 Eroosion tehokkuus ja siihen vaikuttavat tekijät.....	14
3.3 Eroosiomuodot.....	15
4 KULJETTAVA TOIMINTA JA KERROSTUMISMUODOT.....	18
4.1 Lumivyöryt maa- ja kiviainesta kuljettavana prosessina.....	18
4.2 Lumivyöryjen kerrostaman aineksen ominaisuuksia.....	19
4.3 Kerrostumismuodot	21
5 YHTEENVETO	25
LÄHDELUETTELO	26

1 JOHDANTO

Lumikerrokset ovat muun maapallon pinnalla olevan aineksen tapaan painovoiman vaikutuksen alaisia ja alttiita massaliikunnoille (Luckman, 1977). Massaliikuntoja, joissa pääasiassa lumesta koostuvat massat liikkuvat painovoiman vaikutuksesta nopeasti alaspäin pitkin maanpintaa kutsutaan lumivyöryiksi (Schweizer ym., 2003). Lumivyöryt kykenevät erodoimaan maanpintaa ja kuljettamaan lumen lisäksi muun muassa kiviä, maainesta, kasvillisuutta ja jäätä.

Lumivyöryjä esiintyy jyrkillä, suhteellisen avoimilla tai avoimilla rinteillä ja lumivyöryjen esiintymiseen vaikuttavia tärkeimpiä tekijöitä ovat paikalliset rinteiden olosuhteet, muun muassa rinteiden topografia sekä vallitsevat tuulensuunnat, ja paikallinen ilmasto (Blikra ja Nemec, 1998). Yleisesti lumivyöryjä esiintyy kaltevuudeltaan 25-60 asteisilla rinteillä, mutta tietyissä olosuhteissa myös tätä loivemmilla ja jyrkemmilla rinteillä (Lied ja Kristensen, 2006). Eniten lumivyöryjä tapahtuu vuoristoissa, mutta myös Suomen tunturialueilla ja jyrkillä vaaroilla esiintyy lumivyöryjä.

Lumivyöryt ovat saaneet pitkään suhteellisen vähäistä huomiota geologisessa ja geomorfologisessa kirjallisuudessa (mm. Luckman, 1977; Blikra ja Nemec, 1998; Sass ym., 2010). Lumivyöryt ovat kuitenkin vuoristoisilla alueilla yksi monista maankamaraa muokkaavista ilmiöistä (Rapp, 1960; Luckman, 1977; Korup ja Rixen, 2014) ja paikallisesti niiden erodoiva sekä kerrostava vaikutus voi olla merkittävä (Rapp, 1959; Moore ym., 2013; Beylich ja Laute, 2015).

Tässä työssä kuvataan lumivyöryjen syntyä sekä luokittelua, ja erityisesti lumivyöryjen merkitystä geologisena prosessina. Geologisesta näkökulmasta lumivyöryjen tarkastelu jaetaan karkeasti kahteen. Lumivyöryjä tarkastellaan maankamaraa erodoivana ja eroosiomuotoja muodostavana prosessina sekä maa- ja kiviainesta kuljettavana ja kerrostusmuotoja muodostavana prosessina.

2 LUMIVYÖRYT

2.1 Lumen kerrostuminen

Lunta muodostuu ilmakehässä, kun ilma on kyllästynyt tai ylikyllästynyt vesihöyryllä ja ilman lämpötila on veden jäätymispisteen alapuolella. Tavallisesti lumikiteet muodostuvat, kun vesihöyry sublimoituu jääksi ilman sisältämien, kokoluokkaa 10^{-6} - 10^{-8} m olevien, jäätymisytimien ympärille (Lied ja Kristensen, 2006). Kun ilman vesihöyry jatkaa sublimoitumista lumikiteisiin, kiteet kasvavat ja muuttuvat painavammiksi. Lumikiteet alkavat pudota kohti maanpintaa, kun niihin kohdistuva painovoima on suurempi kuin ilmavirtausten kiteitä ilmassa kannatteleva vaikutus.

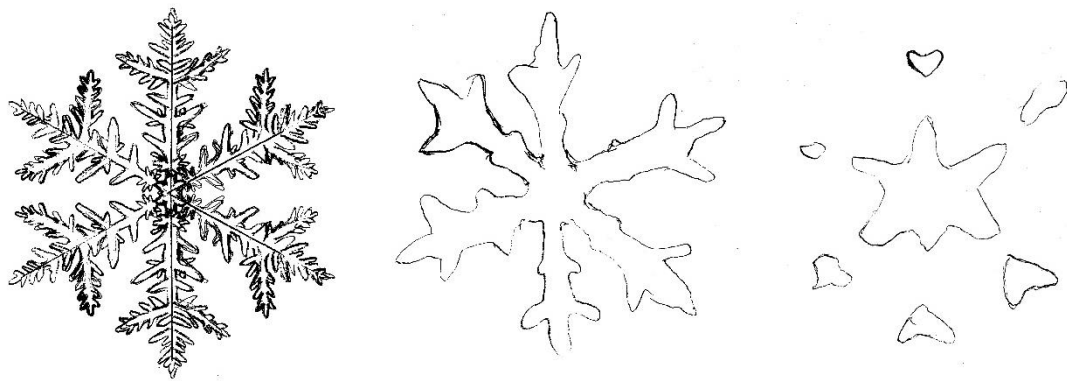
Maanpinnalle satavan ja kerrostuvan lumen tiheys vaihtelee suuresti, tärkeimmän tiheyttä säätelevän tekijän ollessa lämpötila. Kylmissä lämpötiloissa kerrostuvan lumen tiheys voi olla vain 10 kg/m^3 , kun normaalin uuden lumen tiheys on 100 kg/m^3 . Lumikerrokset tiivistyvät paineen alla hautautuessaan uuden lumen alle sekä lämpötilan muuttuessa, kun lumikiteiden kiderakenne muuttuu. Tavallisesti lumi tiivistyy 300 - 400 kg/m^3 tiheyteen, mutta esimerkiksi tuulen pakkaamana 500 kg/m^3 saakka (Lied ja Kristensen, 2006).

Blikran ja Nemecin (1998) mukaan lumipeite on useimmiten sisäiseltä rakenteeltaan kerroksellinen, koska peitteen koostavat lumikerrokset ovat syntyneet erilaisissa sääolosuhteissa, kerrostaen ominaisuuksiltaan vaihtelevaa lunta. Toisistaan poikkeavat kerrokset voivat poiketa esimerkiksi tiiviydeltään, mutta usein myös kerroksia muodostavat lumikiteet poikkeavat toisistaan. Lumikiteet voivat saada erilaisia muotoja sekä ilmakehässä että kiderakenteen muuttuessa lumipeitteessä maanpinnalla (Lied ja Kristensen, 2006). Lumipeitteessä kiteiden muotoa säätelevät eniten lämpötilaerot lumipeitteessä, mutta myös vallitseva lämpötila ja lumen huokoisuus vaikuttavat kiteiden muotoon.

Lämpötila lumipeitteen sisällä ei ole vakio vaan se vaihtelee peitteen eri osissa lumen pinnasta maanpintaan (Lied ja Kristensen, 2006). Lumi on ilmavuutensa vuoksi hyvä eriste, joten maasta säteilevä ja johtuva lämpö nostaa eniten lumipeitteen pohjan lämpötilaa. Lumipeitteen pohjaosien lämpötila on pohjoismaisessa ilmastossa tavallisesti noin 0° C tai hieman sitä korkeampi.

Liedin ja Kristensenin (2006) mukaan lumipeitteen pintaosien (20-40 cm) lämpötila noudattelee hyvin pitkälti ilman lämpötilaa eli se voi vaihdella useita kymmeniä celsiusasteita. Pintaosien lämpötila muuttuu selvästi myös vuorokausitasolla ilman lämpötilan mukaan. Lämpötilaerot eri syvyyksillä lumipeitteessä muodostavat lämpögradientin, jonka suuruus vaihtelee huomattavasti, mutta joka voi olla äärimmillään jopa 1 °C/cm (Lied ja Kristensen, 2006). Lämpögradientti vaikuttaa kosteuden siirtymiseen lumipeitteessä ja aiheuttaa lumikiteissä muutoksia, jotka voivat riippuen muutoksen laadusta sekä vahvistaa että heikentää lumikerrosten lujuutta.

Lumikiteiden destruktiivisessa muodonmuutoksessa lumikiteet muuttuvat monimutkaisista, ilmakehässä syntyneistä muodoistaan yksinkertaisempiin, lähempänä palloa oleviin muotoihin ilman, että kiteet sulavat muodonmuutoksen aikana (Kuva 1) (Lied ja Kristensen, 2006). Destruktiivinen muodonmuutos tapahtuu erittäin hitaasti, jos lumipeitteessä ei ole lämpögradienttia ja nopeinta muodonmuutos on lämpötilan ollessa lähellä nollaa.



Kuva 1: Havainnekuva lumikiteiden destruktiivisesta muodonmuutoksesta kompleksisemmista rakenteista yksinkertaisempiin (mukaillen Liedin ja Kristensenin (2006) kuvaa).

Destruktiivinen muodonmuutos heikentää aluksi lumikerroksen lujuutta, sillä lumikiteiden kulmikkuus sekä ulokkeisuus vähenee ja kiteiden välinen kitka pienenee (Lied ja Kristensen, 2006). Ajan kanssa lähempänä pallonmuotoa olevat kiteet kuitenkin pakkautuvat tiiviimmin ja lumikerroksen rakenteellinen lujuus kasvaa. Samalla myös lumikerroksen tiheys kasvaa.

Sintraukseksi kutsutaan prosessia, jossa lumikiteiden kosketuspintoihin muodostuu jääsidoksia tai -silloja (Lied ja Kristensen, 2006). Sintraus on tehokkainta, kun lämpötila on korkea ja sen johdosta sidosten muodostuminen voimakasta. Sintraus kasvattaa lumen veto-, työntö- ja leikkauslujuutta, ja voi tehdä lumikerroksesta suhteellisen yhtenäisenä käyttäytyvän laatan.

Konstruktiivinen muodonmuutos on prosessi, jossa suhteellisen suuren lämpögradientin (yli 10 °C/m) omaavassa lumikerroksessa kosteus nousee maanpinnasta ylöspäin ja lämpötilan laskiessa ylempänä vesihöyry sublimoituu lumikiteisiin muuttaen niiden muotoa (Lied ja Kristensen, 2006). Konstruktiivisessa muodonmuutoksessa pyöreät lumikiteet muuttuvat kulmikkaammiksi ja kooltaan suuremmiksi särmiöiksi (Colbeck, 1987; Lied ja Kristensen, 2006). Lumikerroksen rakenteellinen lujuus laskee, koska lumikiteiden väliset kosketuspinnat ja jääsidokset vähenevät (Lied ja Kristensen, 2006).

Pidemmälle edetessään konstruktiivinen muodonmuutos kasvattaa lumikiteiden kokoa entisestään ja kiteiden muoto muuttuu kartiomaisemmaksi. Tällaisista pitkän konstruktii-visen muodonmuutoksen läpikäyneistä kiteistä koostuvalla lumikerroksella on korkea työntölujuus, mutta heikko leikkauslujuus, jolloin lumikerroksen päälle voi kerrostua paksult uutta lunta, mutta kerroksen pettäessä voi irrota suuri lumilaatta (Lied ja Kristensen, 2006).

Lumikiteiden muutosten lisäksi lumessa esiintyvä nestemäinen vesi vaikuttaa lumikerrosten ominaisuuksiin. Lumen sulaessa lumen huokosiin muodostuu vettä ja vesi hyvänä lämmönjohteena nopeuttaa kiteiden sulamista entisestään. Veden täyttäessä lumikerroksen huokosia kiteiden väliset kontaktit vähenevät ja lumen lujuus laskee (Lied ja Kristensen, 2006).

2.2 Lumikerrosten hidas liike

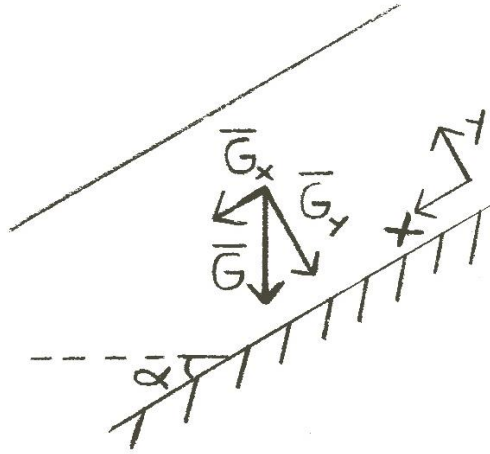
Lumikerrokseen vaikuttaa painovoima, joka aiheuttaa massaliikuntojen eli lumivyöryjen lisäksi myös lumen hidasta liikettä maanpinnan suhteen. Painovoima voidaan yleisesti jakaa maanpinnan suuntaiseen ja sitä vastaan kohtisuoraan komponenttiin. Tasaisella (vaakasuoralla) maalla maanpinnan suuntainen komponentti on nolla ja painovoima vaikuttaa lumikerrokseen ainoastaan kohtisuorasti kerrokseen nähden, tiivistäen niitä. Jos maanpinnan kaltevuus poikkeaa vaakasuorasta, vaikuttaa lumikerrokseen myös maanpinnan suuntainen komponentti, joka aiheuttaa lumeen leikkausjännityksen.

Painovoiman kahden komponentin suuruudet riippuvat lumipeitteen kaltevuudesta vaakasuoraan nähden. Maanpinnan suuntaisen ja maanpintaan nähden kohtisuoran komponentin suuruus saadaan kaltevuuden α avulla Kaavojen 1 ja 2 mukaisesti (Kuva 2).

$$\text{maanpinnan suuntainen komponentti } G_x = \sin \alpha \cdot G \quad (1)$$

$$\text{maanpintaa vastaan kohtisuora komponentti } G_y = \cos \alpha \cdot G \quad (2)$$

, joissa α on lumipeitteen kaltevuus ja G painovoiman kokonaissuuruus.



Kuva 2: Rinteessä, jonka kaltevuus on α , lepäävään lumikerrokseen vaikuttavan painovoiman maanpinnan suuntainen komponentti (G_x) ja maanpintaa vastaan kohtisuora komponentti (G_y).

Maanpinnan suuntainen, lumipeitteeseen leikkausjännityksen aiheuttava komponentti G_x saa siis sitä suurempia arvoja, mitä suurempi on lumipeitteen kaltevuus. Maanpintaan nähden kohtisuora, lumipeitettä tiivistävä painovoiman komponentti G_y saa sen sijaan sitä suurempia arvoja, mitä pienempi kaltevuus on.

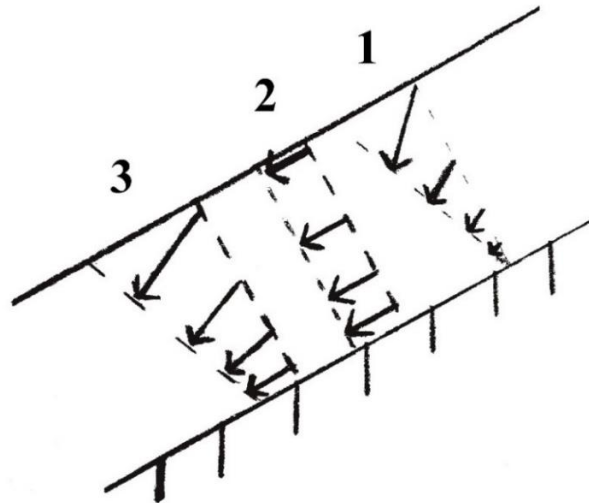
Kaltevalla alustalla oleva lumipeite sekä tiivistyy että liikkuu maanpinnan suuntaisesti painovoiman vaikutuksesta. Nämä hitaat liikkeet tapahtuvat kahden virtausmekanismin vaikutuksesta: sisäisen deformaation ja liukumisen (Lied ja Kristensen, 2006).

Sisäistä deformaatiota aiheuttavat sekä painovoiman maanpinnan suuntainen että siihen nähden kohtisuora komponentti, joten lumipatja sekä liikkuu hiljalleen rinteeseen suuntaisesti että tiivistyy sisäisen deformaation vaikutuksesta (Lied ja Kristensen, 2006). Lumipeitteen tiivistyminen kasvattaa sen leikkauslujuutta, mutta rinteeseen suuntainen deformaatio kasvattaa vallitsevaa leikkausjännitystä. Lumipeitteen pintaosissa sisäisen deformaation nopeus vaihtelee muutamista millimetreistä useisiin senttimetreihin vuorokaudessa. Lumipeitteen sisällä deformaationopeus jakautuu siten, että lumen pintaosista maanpintaan nopeus pienenee suurimmasta arvostaan nollaan.

Sisäinen deformaatio on voimakasta, kun lumen tiheys on alhainen, lämpötila on korkea, rinteeseen kaltevuus suuri ja/tai lumipeite paksu (Lied ja Kristensen, 2006). Myös veden täyttyessä lumen huokosia sisäinen deformaatio on nopeaa. Tämä johtaa aluksi

lumivyöryjen mahdollisuuden kasvamiseen, mutta sisäisen deformaation myötä lumikerros myös tiivistyy ja vakautuu, jolloin kerroksen lujuus kasvaa.

Toinen virtausmekanismi, liukuminen, on lumipatjan liikettä yhtenäisenä maanpintaa pitkin (Kuva 3). Liukumista esiintyy erityisesti keväisin, kun sulamisvedet pienentävät lumipatjan ja maanpinnan välistä kitkaa. Liukuminen edellyttää tasaista maanpintaa ja tarpeeksi jyrkkää, yleensä kaltevuudeltaan yli 15°, rinnettä (Lied ja Kristensen, 2006).



Kuva 3: Havainnekuva sisäisestä deformaatiosta (1), liukumisesta (2) sekä niiden yhteisvaikutuksesta (3) lumen virtausmekanismeina (mukaillen Liedin ja Kristensenin (2006) kuvaa).

2.3 Lumivyöryjen luokittelu ja synty

Lumivyöryjä voidaan luokitella useilla eri tavoilla, muun muassa irtoamistavan, vesipitoisuuden eli nestemäisen veden määrän ja debrispitoisuuden mukaan (Quervain ym., 1973). Tässä tutkielmassa lumivyöryjen synnyn yhteydessä lumivyöryt jaetaan yleisesti käytössä olevan luokituksen mukaan kahteen pääluokkaan irtoamistavan ja lumen koheesion perusteella: irtolumivyöryihin ja laattalumivyöryihin (Perla, 1980; Lied ja Kristensen, 2006).

Irto- ja laattalumivyöryt voidaan edelleen jakaa debrispitoisuuden mukaan puhtaisiin lumivyöryihin ja debrispitoisiin lumivyöryihin (engl. contaminated avalanche, dirty avalanche) sekä vesipitoisuuden mukaan kuivan ja märän lumen lumivyöryihin (Quervain ym., 1973; Lied ja Kristensen, 2006). Debrispitoisia lumivyöryjä sivutaan tässä

tutkielmassa myöhemmin, sillä ainoastaan debrispitoiset lumivyöryt kerrostavat maa- ja kiviainesta.

2.3.1 Irtolumivyöryt

Irtolumivyöryt ovat pistemäisestä lähteestä irtoavia lumivyöryjä (Quervain ym., 1973; Perla, 1980), jotka edetessään keräävät lisää ainesta ja kasvavat tilavuudeltaan (Kuva 4) (Lied ja Kristensen, 2006). Irtolumivyöryissä liikkeelle lähtevä lumen pintakerros on yleensä matalan tiheyden omaavaa uutta lunta tai vesipitoista lunta (Lied ja Kristensen, 2006), jossa ei ole juurikaan koheesiota, minkä ansiosta se käyttäytyy kuten kitkamaalajit (Perla, 1980).



Kuva 4: Irtolumivyöry ja sille ominainen pistemäisestä lähteestä alaspäin levenevä rakenne (Schweizer ym., 2015, julkaistu Elsevierin luvalla).

Koska irtolumivyöryjen lähtöalueen lumessa ei juurikaan ole koheesiota, voidaan tärkeimpänä lumivyöryn irtoamiseen vaikuttavana parametrinä pitää lumen lepokitkakulmaa (Perla, 1980). Lumikerroksen kaltevuuden ylittäessä lumen lepokitkakulman, lumi ei enää ole vakaata vaan alkaa virrata painovoiman vaikutuksesta.

Kuivalla irtolumella lepokitkakulman suuruus vaihtelee raekoosta ja lämpötilasta riippuen välillä 40-55 astetta; poikkeuksena 0 °C lämpötila, jossa lepokitkakulma on 90 astetta (Perla, 1980). Lumen vesipitoisuuden kasvu pienentää lepokitkakulman arvoa ja

korkean vesipitoisuuden lumella lepokitkakulma voi olla ääritapauksissa alle 10 astetta (Perla, 1980; Lied ja Kristensen, 2006). Myös lumikiteiden destruktiivinen metamorfoosi pienentää lepokitkakulmaa (Lied ja Kristensen, 2006).

Jotta lepokitkakulma ylittyy lumikerroksessa ja irtolumivyöry syntyy, tulee joko lumikerroksen kaltevuuden tai lumen lepokitkakulman muuttua. Liedin ja Kristensenin (2006) mukaan irtolumivyöryjen syntyyn liittyy usein tiettyjä sääilmiöitä. Runsas lumisade kuormittaa painollaan lumipeitettä ja voi saada jyrkillä rinteillä olevien lumikerrosten kaltevuuden ylittämään lepokitkakulman siten, että pienestä liikkeelle lähtevästä lumimassasta muodostuu irtolumivyöry. Myös auringonpaiste ja sade lisäävät irtolumivyöryjen esiintymistä, sillä ne lisäävät nestemäisen veden määrää lumipeitteessä, jolloin lumikerrosten lepokitkakulma pienenee.

2.3.2 Laattalumivyöryt

Laattalumivyöryt ovat lumivyöryjä, joissa yhtenäinen lumilaatta lohkeaa pitkin lumeen syntynyttä murtumapintaa (kruunua) ja lähtee vyörymään alempia lumikerroksia tai maanpintaa myöten (Kuva 5) (Schweizer ym., 2003; Lied ja Kristensen, 2006). Laattalumivyöry voi irrota paikallisen kuormituksen vuoksi, tasaisen kuormituksen vuoksi tai lumipeitteen ominaisuuksien muuttuessa (Schweizer ym., 2003). Suurin osa laattalumivyöryistä irtoaa kaltevuudeltaan 35-45 asteisilla rinteillä (Lied ja Kristensen, 2006).



Kuva 5: Yhtenäisen laatan murtuessa ja liikkeelle lähtiessä muodostunut laattalumivyöry. Rinteen yläosassa erottuu selvärajaisena irronneen laatan ylärinteen puoleinen murtumapinta eli laattalumivyöryn kruunu (Schweizer ym., 2015, julkaistu Elsevierin luvalla).

Laattalumivyöryn irtoamista voidaan käsitellä leikkauslujuuden avulla käyttäen Coulombin yhtälöitä, joiden mukaan materiaalin leikkauslujuus koostuu koheesiosta ja kitkasta (Perla, 1980; Lied ja Kristensen, 2006). Coulombin yhtälöiden avulla lumen leikkauslujuus voidaan määrittää Kaavan 3 mukaisesti.

$$\text{leikkauslujuus } \tau_s = C + \sigma \cdot \tan \phi \quad (3)$$

, jossa C on koheesio, σ lumeen kohdistuva normaalijännitys ja ϕ lumen kitkakulma.

Laattalumivyöryt irtoavat usein, kun hautautuneeseen lumikerrokseen kohdistuva leikkausjännitys ylittää tämän kerroksen leikkauslujuuden. Tilanteessa, jossa lumipeite koostuu useasta kerroksesta, vaikuttavat ylemmät lumikerrokset vaikuttavat alempiin kerroksiin kohdistuvaan normaalijännitykseen ja sitä kautta Coulombin yhtälöiden mukaiseen leikkauslujuuteen. Yhden ylemmän kerroksen alle hautautuneen lumikerroksen leikkauslujuus saadaan Kaavan 4 mukaisesti.

$$\text{leikkauslujuus } \tau = C + \rho \cdot g \cdot d \cdot \cos \alpha \cdot \tan \phi \quad (4)$$

, ρ on yllä olevan lumikerroksen tiheys, g putoamiskiihtyvyys, d yllä olevan lumikerroksen paksuus ja α rinteen kaltevuus.

Samaan yhden kerroksen alle hautautuneeseen lumikerrokseen kohdistuu leikkausjännitys yllä olevan kerroksen painovoiman maanpinnan suuntaisen komponentin vaikutuksesta. Leikkausjännitys τ_{xy} saadaan Kaavan 5 mukaisesti (Lied ja Kristensen, 2006):

$$\text{leikkausjännitys } \tau_{xy} = \rho \cdot g \cdot d \cdot \sin \alpha \quad (5)$$

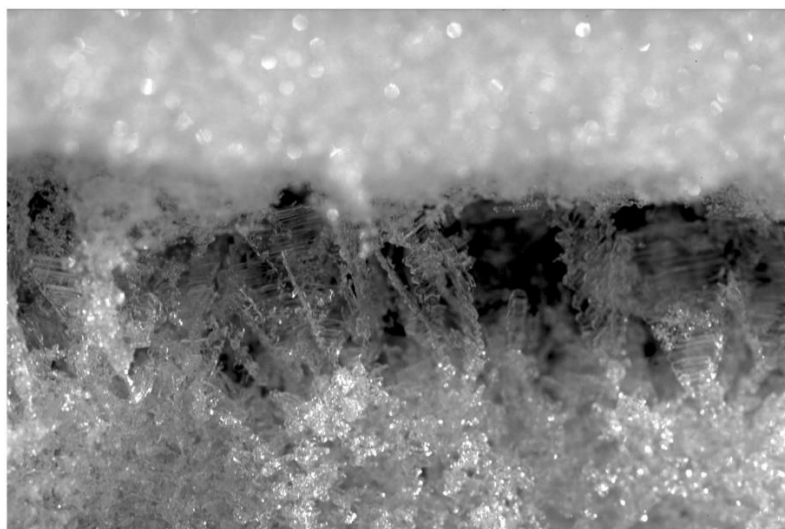
Voidaan siis ajatella, että hautautuneen lumikerroksen leikkauslujuus pettää ja laattalumivyöry irtoaa tätä kerrosta myöten, kun kerrokseen kohdistuva leikkausjännitys τ_{xy} ylittää leikkauslujuuden τ_s . Liedin ja Kristensenin (2006) mukaan näin yksinkertainen tarkastelu ei kuitenkaan selitä laattalumivyöryjen irtoamista, sillä yllä kuvatulla tavalla laskettuna tulisi hautautuneen kerroksen olla peittynyt jopa 10 metrin paksuisen lumipeitteen alle, mutta laattalumivyöryistä tehtyjen mittausten perusteella on lumipeite hautautuneen kerroksen päällä tyypillisesti 1-3 metriä.

Tarkasteluun voidaan ottaa mukaan myös lumen sisäinen deformaatio (Lied ja Kristensen, 2006). Lumi käyttäytyy hitaassa deformaatiossa plastisesti, mutta riittävän nopeassa muodonmuutoksessa hauraasti. Tämä ei kuitenkaan selitä laattalumivyöryjen irtoamista, sillä luonnossa havaitut deformaationopeudet ovat vain murto-osan hauraaseen

käyttäytymiseen tarvittavasta nopeudesta. Jotta lumen leikkauslujuus pettää ja lumilaatta murtuu luonnon olosuhteissa, tulee Liedin ja Kristensenin (2006) mukaan leikkausjännityksen jakautua lumikerroksessa epätasaisesti ja tämä on myös heidän mukaansa olennainen osa laattalumivyöryjen syntyä.

Leikkausjännityksen epätasaista jakautumista aiheuttavat lumipeitteessä hautautuneina olevien, leikkauslujuudeltaan heikkojen kerrosten kohdat, joissa leikkauslujuus on muuta kerrosta vielä selvästi pienempi ja joiden ympärillä leikkausjännitys on suurempi (Lied ja Kristensen, 2006). Heikon kohdan alapuolelle rinteessä kohdistuu voimakas rinteeseen suuntainen työntöjännitys ja yläpuolella rinteessä olevaan kerrokseen voimakas rinteeseen suuntainen vetojännitys. Tällöin myös lumen deformaationopeus kasvaa ja se voi saavuttaa kriittisen nopeuden, jossa lumi muuttuu plastisesta hauraaksi ja murtuu. Kun lumikerros murtuu yhdessä kohdassa, deformaationopeus kasvaa murtumakohdan ympärillä ja murtuma etenee lumipeitteessä nopeasti sivusuunnassa. Murtuminen tapahtuu niin nopeasti, että laatta irtaoo käytännössä samanaikaisesti (Lied ja Kristensen, 2006).

Luonnossa tietynlaiset lumikiteet tai lumen kerrostumisolosuhteet muodostavat muita useammin laattalumivyöryjen irtoamiseen liittyviä heikkoja kerroksia, jotka pettäessään toimivat vyöryn liukupintana. Liedin ja Kristensenin (2006) mukaan laattalumivyöryistä tehtyjen tutkimusten perusteella yleisimmät liukupinnat ovat kuuralumi (Kuva 6), tyyneellä säällä kerrostunut löyhä lumi, konstruktiivisen metamorfoosin muodostamat lumikiteet ja lumirakeet.



Kuva 6: Kahden lumikerroksen väliin hautautunut kuuralumikerros, joka heikon leikkauslujuutensa vuoksi voi toimia herkästi laattalumivyöryn liukupintana siten, että kuuralumikerroksen päällä olevat lumikerrokset irtoavat lumivyöryinä (Schweizer ym., 2003, julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla).

2.3.3 Lumivyöryalueen terminologiasta

Alue, jota pitkin lumivyöryt etenevät, irtoamisesta pysähtymiseen, jaetaan yleisesti Kuvan 7 mukaisesti kolmeen osaan: lähtövyöhykkeeseen (engl. starting zone), lumivyöryuraan (engl. avalanche track, avalanche pathway) ja pysähtymisvyöhykkeeseen (engl. run-out zone) (Lied ja Kristensen, 2006). Lähtövyöhykkeen ylärajaksi määritellään irtolumivyöryillä lumivyöryn lähtöpiste ja laattalumivyöryillä niiden kruunu, sivusuunnassa lähtövyöhykkeen rajaavat sijoilleen jääneet lumimassat ja laattalumivyöryillä lähtövyöhykkeen alaosa rajautuu vyöryn alussa irronneen laatan alimpaan kohtaan. Lumivyöryura käsittää kaiken sen alueen, jota pitkin lumivyöry etenee kerrostamatta merkittäviä määriä ainesta. Pysähtymisvyöhykkeeksi määritellään se alue, jossa lumivyöryn liike pysähtyy ja johon suurin osa sen kuljettamasta aineksesta kerrostuu.



Kuva 7: Lumivyöryalueen jako lähtövyöhykkeeseen, lumivyöryuraan ja pysähtymisvyöhykkeeseen. Breitzug, Davos, Sveitsi (muokattu Schweizerin ym. (2015) kuvasta, julkaistu Elsevierin luvalla).

3 LUMIVYÖRYJEN AIHEUTTAMA EROOSIO

3.1 Eroosiomekanismit

Lumivyöryt erodoivat ja ottavat mukaansa lumivyöryuralta sekä lunta että maa- ja kallio-perää. Pääasiassa lumen mukaanoton seurauksena lumivyöryjen massa usein moninkertaistuu, jopa yli kymmenkertaistuu, vyöryn aikana (Sovilla ym., 2006).

Gauer ja Issler (2004) esittivät mahdollisiksi lumivyöryissä toimiviksi eroosiomekanismeiksi rakeiden törmäykset (engl. impacts), abraasion (engl. abrasion), aurauksen (engl. ploughing) ja paineilmavirtaukset (engl. blasting). Rakeiden törmäykset ja abraasio vaikuttavat lumivyöryn alla, ja auraus sekä paineilmavirtaukset lumivyöryn etuosassa.

Sovilla ym. (2006) kuvaavat lisäksi yhdeksi lumivyöryn pohjalla toimivaksi mekanismiksi porrasmaisen mukaanoton (engl. step entrainment). Gauer ja Issler (2004) sekä Sovilla ym. (2006) kuvaavat eroosiomekanismeja erityisesti lumen, ei maa- tai kallio-perän, mukaanoton näkökulmasta, mutta kaikki mekanismit voivat kuitenkin jossain määrin erodoida myös maa- ja kallio-perää. Maankamaraa erodoivista mekanismeista tärkeimmät ovat kuitenkin rakeiden törmäykset ja abraasio (Luckman, 1977; Moore ym., 2013).

Rakeiden törmäykset ovat Gauerin ja Isslerin (2004) mukaan mekanismi, jossa lumivyöryssä liikkuvat rakeet iskeytyvät lumivyöryn alapuoliseen kerrokseen irrottaen siitä materiaalia kuljetukseen. Törmäysten eroosiotehokkuus riippuu ennen kaikkea rakeiden törmäyskulmasta alapuoliseen kerrokseen ja eroosiotehokkuus kasvaa tämän kulman kasvaessa, kunnes saavutetaan maksimaalinen kulma, jonka jälkeen rakeet jäävät alapuoliseen kerrokseen. Mooren ym. (2013) mukaan lumivyöryjen kuljettaman debriksen, kuten lohcareiden, törmäykset maanpintaan ovat huomattava mekanismi lumivyöryjen maankamaraan aiheuttamassa eroosiossa.

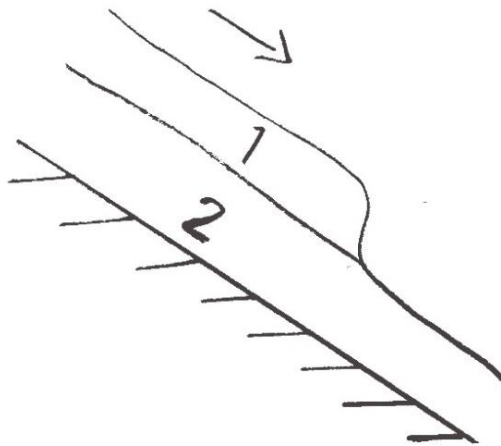
Abraasiossa lumivyöryn pohjalla olevat rakeet liukuvat alustaa pitkin erodoiden sitä (Gauer ja Issler, 2004). Abraasiota tapahtuu, kun pohjaa pitkin liikkuviin rakeisiin kohdistuva painovoiman rinteeseen suuntainen komponentti ja lumivyöryn muun aineksen rakeisiin kohdistama työntövoima ylittävät rakeita hidastavan kitkan. Abraasion aiheuttaman lumen mukaanoton yläraja on Sovillan ym. (2006) mittausten mukaan $10 \text{ kg/(m}^2 \text{ s)}$, mutta se voi vaikuttaa ajallisesti pitkään ja koko lumivyöryn matkalla aivan etuosaa

lukuun ottamatta, joten kokonaisuudessaan abraasion osuus lumivyöryn eroosiosta voi olla suuri. Maanpintaa erodoi abraasiossa lumen lisäksi erityisesti lumivyöryn kuljettama debris, sen hankautuessa maanpintaa vasten (Moore ym., 2013).

Aurauksessa lumivyöryn etuosa tiivistää ja lohkoo lumivyöryuralla olevia lumikerroksia ottaen lunta kuljetukseen, työntäen lunta edessään ja vyöryen osan tiivistämistään kerroksista ylitse (Gauer ja Issler, 2004). Sovillan ym. (2006) mukaan aurausta esiintyy, kun lumivyöryuran lumikerrokset ovat matalan tiheyden omaavaa, irtonaista lunta, ja heidän tutkimiansa lumivyöryjen perusteella tekemä arvio aurauksen aiheuttaman lumen mukaanoton ylärajaksi on $350 \text{ kg}/(\text{m}^2 \text{ s})$.

Gauer ja Issler (2004) kuvaavat myös paineilmavirtaukset yhtenä eroosiomekanismina, mutta toteavat sen aiheuttaman eroosion määrän olevan niin pientä ettei sillä yleisesti ole käytännön merkitystä. Paineilmavirtauksissa etenevä lumivyöry työntää edessään olevaa ilmaa sekä edessä olevien lumikerrosten huokosissa olevaa ilmaa voimakkaasti eteenpäin siten, että tästä syntyvä paineaalto voi irrottaa ainesta lumivyöryn edestä ja yläpitää lumivyöryn saltaatiopopulaatiota.

Sovilla ym. (2006) kuvaama porrasmainen mukaanotto on mekanismi, jossa lumivyöry, joka etenee suhteellisen kestävästä lumikerroksen pinnan päällä, voi ottaa hyvin nopeasti mukaansa lisää lunta, jos kestävä kerroksen pinta murtuu ja sen alla olevasta heikommasta kerroksesta erodoituu ainesta tai jopa koko kerros vyöryn mukaan (Kuva 8).



Kuva 8: Havainnekuva porrasmaisesta mukaanotosta. Kerroksen 1 kestävä yläpinnan murtuessa kerroksesta 1 irtaa nopeasti paljon ainesta lumivyöryn kuljetukseen. Lumivyöryn etenemissuunta kuvattuna nuolella (mukaillen Sovillan ym. (2006) kuvaa).

Porrasmaisen mukaanoton tehokkuus on Sovillan ym. (2006) tutkimissa lumivyöryissä samaa luokkaa aurauksen kanssa eli lumen mukaanoton ylärajaksi he määrittävät 350

kg/(m² s). Porrasmainen mukaanotto ja auraus ovat heidän tutkimuksissaan selvästi tärkeimmät lumivyöryjen lunta erodoivat ja mukaan ottavat mekanismit. Kuten aiemmin mainittua, ovat rakeiden törmäykset ja abraasio kuitenkin tärkeimmät lumivyöryjen maanpintaa erodoivat eroosiomekanismit.

3.2 Eroosion tehokkuus ja siihen vaikuttavat tekijät

Lumivyöryt erodoivat maa- ja kallioperää vain silloin, kun ne etenevät lumetonta maanpintaa pitkin tai kun lumivyöry käsittää kokonaan rinteeseen lumipeitteen (Luckman, 1977). Maankamaraa erodoivien lumivyöryjen eroosio tehokkuus vaihtelee suuresti.

Lumivyöryn muodostavan lumen tiheys on Blikran ja Nemecin (1998) mukaan tärkeä lumivyöryn eroosio tehokkuutta säätelevä tekijä. Tiheämmästä lumesta koostuvat lumivyöryt kohdistavat alustansa suuremman leikkausjännityksen ja ne ovat löyhiä lumivyöryjä useammin lumetonta maata pitkin eteneviä. Lumen vesipitoisuuden kasvaessa myös lumen tiheys kasvaa, joten lumen vesipitoisuuden kasvu kasvattaa myös lumivyöryn eroosiopotentiaalia.

Vesipitoisilla lumivyöryillä on myös niiden vuodenaikaisesta esiintymisestä johtuen korkea eroosiopotentiaali. Ne esiintyvät yleisimmin keväisin ja lumivyörynä voi virrata tällöin koko lumipeite johtuen sen altistumisesta sulamis-jäätymissykleille (Gardner, 1983). Jos koko lumipeite on osa lumivyöryä, kohdistuu lumivyöryn aiheuttama eroosio suoraan maanpintaan, jota ei suojaa lumipeite. Lumi on myös voinut keväisin sulaa osasta lumivyöryuraa altistaen erityisesti nämä alueet eroosiolle (Gardner, 1983; Laute ja Beylich, 2014). Keväisin esiintyykin selvästi enemmän debrispitoisia lumivyöryjä (Laute ja Beylich, 2014).

Yksittäisen lumivyöryuran ominaisuuksista alustan koostumus vaikuttaa suuresti lumivyöryn aiheuttaman eroosion määrään. Puhtaan kallioperän päällä etenevät lumivyöryt erodoivat alustaa huomattavasti vähemmän kuin maaperän päällä etenevät (Luckman, 1977). Lumivyöryjen aiheuttaman eroosion määrä jollakin lumivyöryuralla ei ole suoraan verrannollinen uralla esiintyvien lumivyöryjen kokoon tai esiintymistiheyteen (Luckman, 1977; Freppaz ym., 2006). Suuremmilla lumivyöryillä on teoriassa suurempi eroosiopotentiaali, mutta aiemmin tässä luvussa mainitut tekijät ovat selvästi merkittävämpiä

eroosion tehokkuuden määräytymisessä. Suuretkin lumivyöryt tai tiheästi samalla uralla esiintyvät lumivyöryt eivät välttämättä erodoi maanpintaa lainkaan, mikäli ne eivät esimerkiksi ota mukaansa alimpia lumikerroksia, joten lumivyöryn koosta tai esiintymistiheydestä ei voida tehdä päätelmiä sen maanpintaan aiheuttaman eroosion määrästä.

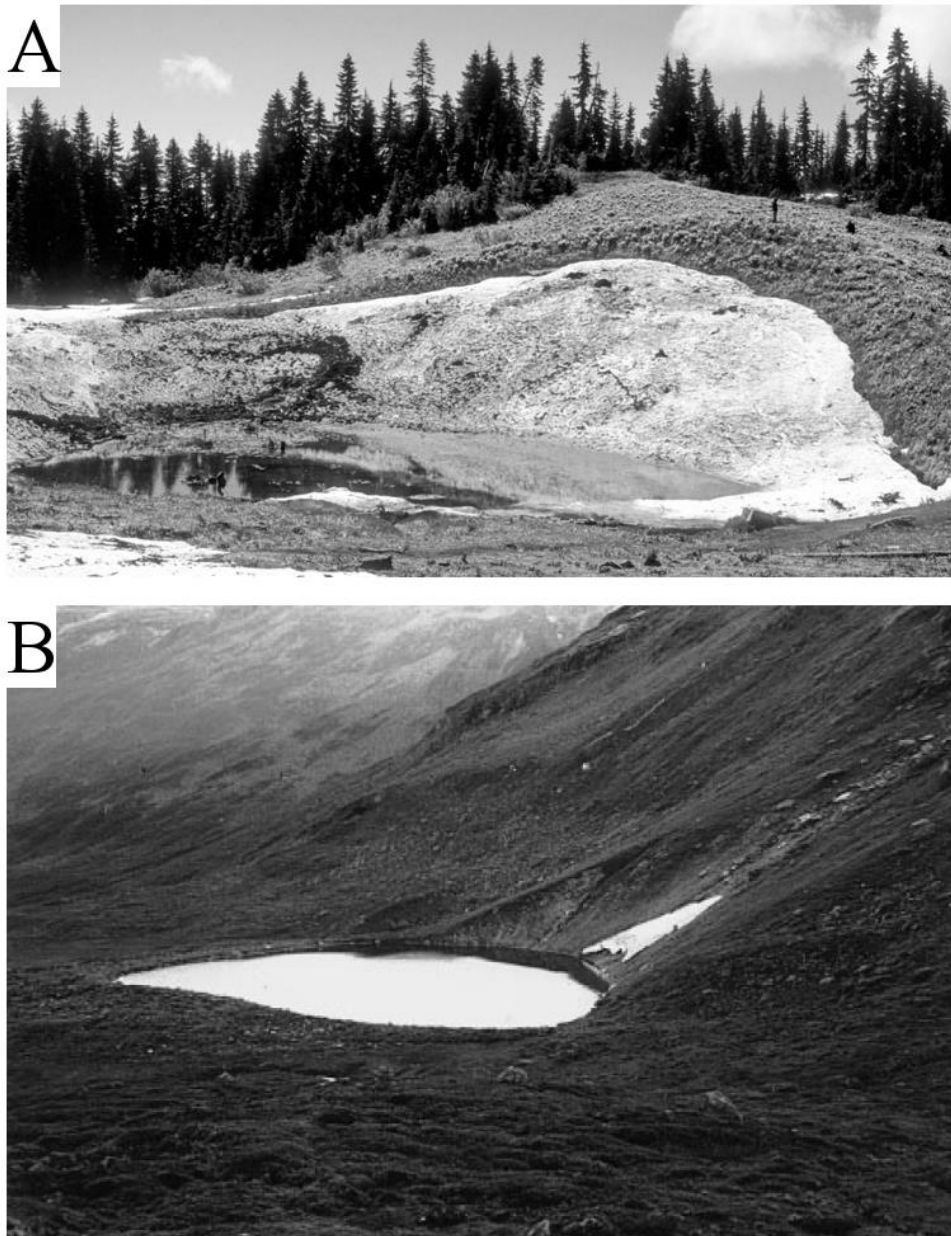
Kirjallisuudessa lumivyöryjen aiheuttaman maanpinnan eroosion nopeudesta on annettu hyvin vaihtelevia lukuja, mikä on kuitenkin luonnollista lumivyöryjen eroosiopotentiaalin suuren vaihtelun vuoksi. Moore ym. (2013) arvioivat tutkimiansa vesipitoisten lumivyöryjen aiheuttamaksi maanpinnan eroosionopeudeksi 0,01-0,05 millimetriä vuodessa. Sass ym. (2010) tutkivat lumivyöryjen eroosiota metsäpalon raivaamalla rinteellä ja saivat eroosionopeudeksi 0,048-0,07 millimetriä vuodessa. He kuitenkin toteavat, että heidän saamansa tulokset ovat yleisesti mitattuja nopeuksia suurempia johtuen luultavasti rinteessä aiemmin tapahtuneesta metsäpalosta. Korup ja Rixen (2014) kuvaavat kuitenkin aiemmin mainittuja kertaluokkaa suurempia eroosionopeuksia, noin 0,5 millimetriä vuodessa.

Voidaan todeta, että lumivyöryjen aiheuttaman eroosion nopeudet vaihtelevat suuresti sekä paikan että ajan suhteen (Sass ym., 2010). Kirjallisuudessa kuvattujen lukuarvojen perusteella maanpintaa erodoivien lumivyöryjen eroosionopeudet vaihtelevat keskimäärin välillä 0-0,5 millimetriä vuodessa.

3.3 Eroosimuodot

Lumivyöryt voivat erodoida maankamaraa ja synnyttää siten erilaisia eroosimuotoja. Tässä luvussa kuvataan eroosimuotoja, joita lumivyöryjen on havaittu muodostavan.

Lumivyörykraatterit (engl. impact craters, impact pits) ovat lumivyöryjen maanpintaa vasten törmätessään muodostamia kuoppia, joita voi myös reunustaa lumivyöryn kerrostamasta aineksesta koostuva puolikaaren muotoinen valli (engl. impact mound) (Matthews ym., 2017). Lumivyörykraatterit ovat tyypillisesti halkaisijaltaan 20-100 metriä ja syvyydeltään 1-5 metriä (Kuva 9) (Blikra ja Nemec, 1998). Kraatteria reunustavan vallin korkeus vaihtelee muutamista metreistä muutamiin kymmeneen metriin (Matthews ym., 2017).



Kuva 9: A: Lumivyörykraatteri ja lumivyöryn kerrostamaa debrispitoista lunta. Spoon Lake, Brittiläinen Kolumbia, Kanada (Johnson ja Smith, 2010, julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla). B: Jyrkän rinteeseen alle muodostunut lumivyörykraatteri, jonka distaalipuolella (vasemmalla) törmäyksissä kerrostunut puolikaaren muotoinen valli. Eikesdalsvatnet, Møre-Romsdal, Norja (Blikra ja Nemec, 1998, julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla).

Lumivyörykraatterit muodostuvat, kun lumivyöryuran kaltevuus muuttuu äkisti esimerkiksi laakson pohjalle tultaessa ja lumivyöry törmää maanpintaan (Matthews ym., 2017). Paineet lumivyöryn etuosassa sen iskeytyessä päin esteitä nousevat usein satoihin, joskus jopa yli tuhanteen kilopascaliin (Lied ja Kristensen, 2006; Gauer ja Kristensen, 2016). Paineet ovat suurimmillaan pituussuunnassa lumivyöryn etuosassa ja leveyssuunnassa sen keskellä (Lied ja Kristensen, 2006). Lumivyöryn törmäys irrottaa ja sinkoaa maata törmäyskohdasta ulospäin, ja singonneesta aineksesta sekä lumivyöryn sisältämästä

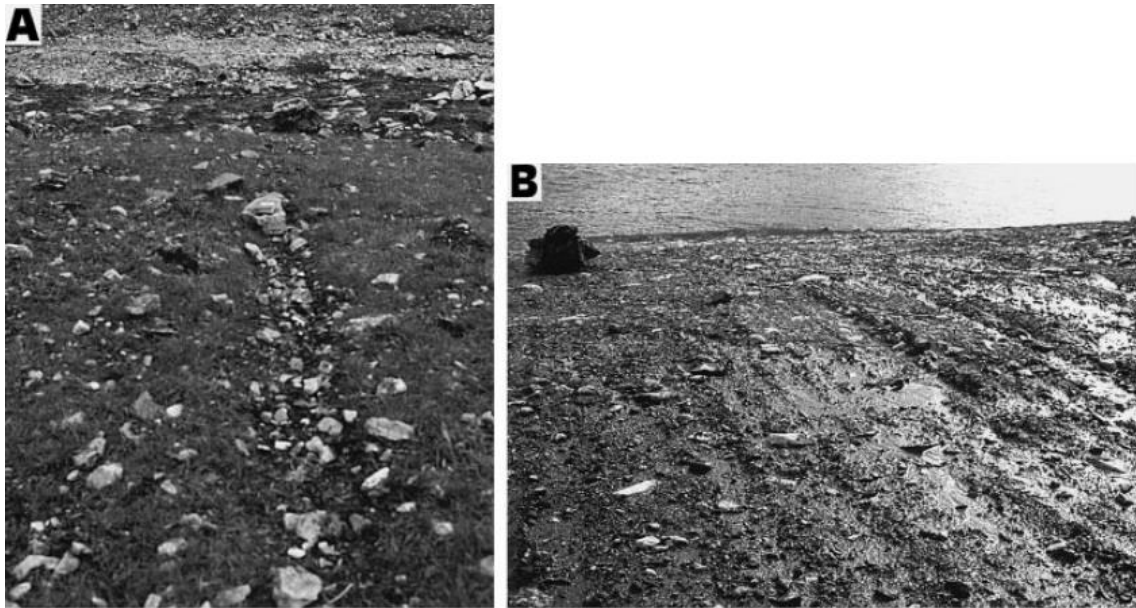
debriksestä voi kerrostua erodoituneen kraatterin distaalipuolelle puolikaaren muotoinen valli (Kuva 9) (Matthews ym., 2017). Lumivyörykraatterit muodostuvat luultavasti satojen, tai jopa tuhansien, vuosien lumivyörytoiminnan tuloksena (Johnson ja Smith, 2010).

Lumivyörykourut (engl. avalanche chute, avalanche furrow) ovat samalla lumivyöryuralla pitkällä aikavälillä esiintyneiden lumivyöryjen maankamaraan erodoimia pyöreitä, U-muotoisia kouruja (Luckman, 1977). Lumivyörykouruja esiintyy monesti lumivyöryuralla useita ja nämä kourut ovat keskenään samansuuntaisia sekä lumivyöryjen etenemissuunnan mukaisia. Suuruudeltaan lumivyörykourut ovat Sekiguchin ym. (2005) Japanissa tutkimien lumivyörykourujen perusteella 2-4 metriä leveitä ja 1-3 metriä syviä. Kourut ovat yleensä kuluneet keskeltä kallioperään saakka, mutta reunat ovat usein osittain maapeitteen alla. Lumivyöryjä esiintyy erityisesti kaltevuudeltaan 35-45 asteisilla rinteillä (Sekiguchi ym., 2005).

Lumivyörykourujen tarkka syntymekanismi on epäselvä, mutta tärkeä osa kourujen syntyä on lumivyöryjen aiheuttama kallioperän pintaosien rapautunutta ainesta poistava vaikutus (Rapp, 1959). Kallioperän tuore pinta on jatkuvasti altis rapautumiselle lumivyöryjen puhdistuessa pintaa irtonaisesta aineksesta. Sekiguchin ym. (2005) mukaan lumivyörykouruja synnyttävät lumivyöryt, jotka koostuvat koko lumipeitteestä, mikä tekee maanpinnan alttiiksi eroosiolle.

Lumivyöryt ja niiden kuljettamat klastit synnyttävät myös jäätikköuurteita muistuttavia laahausjälkiä (Blikra ja Nemec, 1998; Jomelli ja Bertran, 2001). Nämä jäätikköuurteita muistuttavat uurteet ovat Sekiguchin ym. (2005) havaintojen mukaan yleensä pituudeltaan 0,5-2 metriä, leveydeltään 1-3 senttimetriä ja syvyydeltään 0,5-2 senttimetriä. Blikra ja Nemec (1998) sekä Jomelli ja Bertran (2001) kuvaavat kuitenkin myös näitä suurempia uurteita. Lumivyöryjen synnyttämiä uurteita esiintyy usein aiemmin kuvattujen lumivyörykourujen tasaiseksi kuluneissa ylä- ja keskiosissa (Sekiguchi ym., 2005).

Jomelli ja Bertran (2001) esittävät uurteiden syntyneen lumivyöryjen kuljettamien lohka-reiden raahautuessa pitkin maanpintaa. Blikra ja Nemec (1998) pitävät Norjassa tutkimaan uurteita (Kuva 10) niin ikään laahausjälkinä, joita ovat muodostaneet klastit, joita voidaan myös joskus havaita laahausjälkien distaalipäässä.



Kuva 10: Lumivyöryjen kuljettamien klastien muodostamia laahausjälkiä. Møre-Romsdal, Norja (Blikra ja Nemec, 1998, julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla).

4 KULJETTAVA TOIMINTA JA KERROSTUMISMUODOT

4.1 Lumivyöryt maa- ja kiviainesta kuljettavana prosessina

Lumivyöryjen sisältämän ja kuljettaman maa- ja kiviaineksen määrä vaihtelee suuresti. Puhtaissa lumivyöryissä sedimenttikuorma (lumi pois lukien) voi olla likimain nolla, kun taas debrispitoisten lumivyöryjen sedimenttikuormien suuruus vaihtelee laajalla välillä (Quervain ym., 1973; Blikra ja Nemec, 1998).

Yksi lumivyöryn kuljettaman aineksen määrään vaikuttava tekijä on lumivyöryn aiheuttaman eroosion tehokkuus. Koska lumivyöryjen kuljettama aines sisältää kuitenkin myös muun muassa massaliikunnoista ja eolisista prosesseista lumipeitteeseen tullutta, uudelleen kuljettuvaa ainesta (Blikra ja Nemec, 1998), ei lumivyöryn eroosion tehokkuus määrää kuljetetun aineksen määrää kokonaan, vaikka sen merkitys onkin suuri (Sass ym., 2010).

Lumivyöryjen sedimenttikuorman vaihteluissa on tiettyä vuodenaikaista jakaumaa, joka johtuu pääosin aiemmin kuvatun mukaisesti lumivyöryjen eroosion tehokkuuden vuodenaikaisvaihteluista. Keskimäärin alku- ja keskitalven lumivyöryt kuljettavat vähemmän debristä kuin kevään sulamiskauden lumivyöryt (Blikra ja Nemec, 1998; Laute ja Beylich, 2014).

Geologista ainesta kuljettavana prosessina kuivat irtolumivyöryt ja helposti murtuvasta lumesta koostuvat laattalumivyöryt voidaan rinnastaa turbidiittivirtauksiin (Blikra ja Nemec, 1998). Kuivat lumivyöryt koostuvat pääosin suspensio- ja traktiopopulaatiosta, ja debris jakautuu kuljetuksessa siten, että suspensipopulaatio sisältää hiekkaa sekä sitä hienompaa ainesta ja traktiopopulaatio karkeampaa ainesta. Traktiopopulaatio voi sisältää jopa lohkaraita, jos rinne on jyrkkä ja rinteiden pinta suhteellisen tasainen tai lumen peitossa. Virtausvyöhykkeiltään kuivat lumivyöryt voidaan virtaavan aineksen tiheyden perusteella kolmeen virtausvyöhykkeeseen (Issler ym., 2008). Pohjalla on tiheän virtauksen vyöhyke (tiheys noin $100\text{--}500\text{ kg m}^{-3}$), sen yläpuolella leijukerros ($10\text{--}100\text{ kg m}^{-3}$) ja ylimpänä suspensiovyöhyke ($1\text{--}10\text{ kg m}^{-3}$).

Märät irtolumivyöryt ja tiheästä lumesta koostuvat laattalumivyöryt muistuttavat kuljetusprosessina mutavyöryjä (Blikra ja Nemec, 1998). Näissä lumivyöryissä tiheä lumi ja laattojen kappaleet kykenevät kannattelemaan suuriakin klasteja (lohkaraita) kuljetuksessa. Märkien irtolumivyöryjen ja tiheän lumen lumivyöryjen kuljetus ei jakaudu vastaavalla tavalla virtausvyöhykkeisiin kuin edellisessä kappaleessa käsittelyillä kuivilla irtolumivyöryillä ja löyhillä laattalumivyöryillä.

4.2 Lumivyöryjen kerrostaman aineksen ominaisuuksia

Lumivyöryt poikkeavat monista muista massaliikunnoista siltä osin, että pian niiden kerrostumisen jälkeen perusmassa eli lumi sulaa pois jättäen jälkeensä vain lumivyöryn kuljettaman muun aineksen (Blikra ja Nemec, 1993). Tämä kerrostumisen piirre voi synnyttää monia poikkeavia ja tunnistettavia piirteitä, joiden avulla voidaan myös tunnistaa lumivyöryjen kerrostamia sedimenttejä.

Lumivyöryt eivät lajittele kuljettamaansa ja kerrostamaansa ainesta, joten lumivyöryjen synnyttämät sedimentit ovat lajittumattomia (diamiktonia) ellei lähtöaines ole lajittunutta

(Rapp, 1960). Lumivyöryjen kerrostamalle ainekselle on Blikran ja Nemecin (1993) mukaan tyypillistä hyvin suuret raekoot suhteessa kerrosten paksuuteen. Lumivyöryjen sulaessa muodostunut yksittäinen kerros voi olla jopa vain yhden rakeen paksuinen. Perusmassan eli lumen sulaessa rakeet jäävät myös usein toistensa varaan sattumanvaraisesti ja epävakaisesti asentoihin, ja pienempiä rakeita kerrostuu suurten kivien päälle (Blikra ja Nemec, 1993; Lied ja Kristensen, 2006). Kivien ja lohcareiden päälle kerrostuva aines voi sisältää myös orgaanista ainesta kuten kasvien osia (Rapp, 1960).

Lumivyöryjen muodostamat kerrokset ovat usein hyvin epäjatkuvia siten, että niissä esiintyy esimerkiksi epäsäännöllisiä karkean aineksen linssejä. Kerrosten tekstuuri on pääsääntöisesti klastikannatteista ja perusmassa voi puuttua täysin. Suurten rakeiden väliset huokokset ovat kuitenkin voineet täyttyä sulamisvesien kerrostamalla hiekalla ja hienolla soralla (Blikra ja Nemec, 1998). Kivet eivät ole lumivyöryjen kerrostamassa aineksessa yleensä suuntautuneita (Jomelli ja Bertran, 2001) vaan niiden pituusakselit osoittavat useisiin eri suuntiin johtuen aineksen kerrostumistavasta kiviä ympäröivän lumen sulaessa (Blikra ja Nemec, 1993).

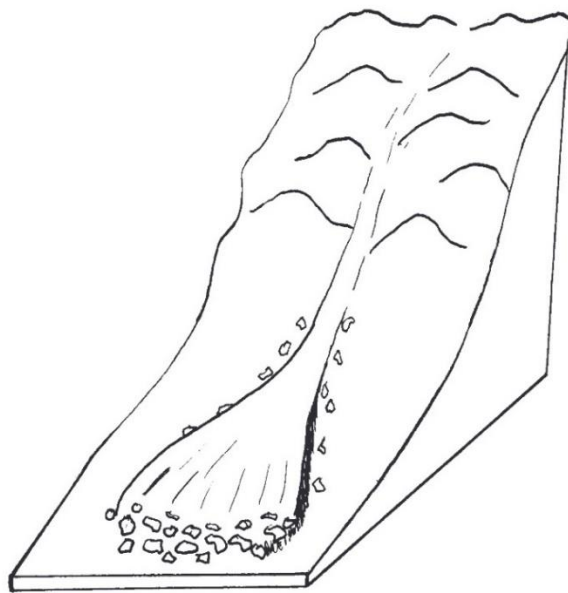
Blikran ja Nemecin (1998) Länsi-Norjassa tutkimien lumivyöryjen kerrostama aines oli alkuperältään useimmiten moreenia, ylärinteestä irronnutta ja uudelleen kerrostunutta kolluviaalista ainesta sekä rinteestä erodoitunutta maa- ja kallioperää. Rakeiden välejä joskus täyttävä hiekka ja hieno sora ei ole lumivyöryjen kerrostamaa ainesta vaan sulamisvesien myöhemmin kerrostamaa (Blikra ja Nemec, 1993, 1998). Tämä sulamisvesien kerrostama aines sisältää joskus paljon maaperän pintaosista peräisin olevaa orgaanista ainesta (Blikra ja Nemec, 1993).

Koska lumivyöryjen sisältämän ja kuljettaman aineksen määrä vaihtelee suuresti, vaihtelee myös lumivyöryjen sedimentaationopeus suuresti. Kirjallisuudessa lumivyöryjen kerrostaman aineksen sedimentaationopeudet ovat keskimäärin 0-5 millimetriä vuodessa, mutta paikalliset vaihtelut ovat suurta (Luckman, 1977; Moore ym., 2013). Myös yksittäisten lumivyöryjen sedimentaationopeudet vaihtelevat suuresti. Blikra ja Nemec (1998) toteavat, että vain yksittäisiä klasteja paksu sedimentti voi olla jopa 5-15 lumivyöryn kerrostama. Toisaalta, yksittäiset lumivyöryt voivat olla tilavuudeltaan jopa satoja tuhansia kuutiometrejä, jolloin niiden sisältämä debris voi kerrostua huomattavaksikin kerroksiksi (Naaim ym., 2004).

4.3 Kerrostumismuodot

Lumivyöryt kerrostavat pysähtymisvyöhykkeelle yleisesti keilanmuotoisen lumi- ja debrismassan. Lumen sulaessa debris kerrostuu paikalleen ja useat samaa lumivyöryuraa edenneet debrispitoiset lumivyöryt voivat täten muodostaa pysähtymisvyöhykkeelle lumivyörykeilan (engl. avalanche boulder tongue) (Rapp, 1959; Jomelli ja Francou, 2000).

Lumivyörykeilat ovat pitkittäisiä, alaspäin hieman leveneviä muodostumia, joiden pinta-profiili on lähes koko muodostuman leveydeltä tasainen tai melkein tasainen, eli pinta ei kaarru talus-muodostumien tapaan kartiomaisesti alaspäin kohti muodostuman reunoja (Kuva 11) (Rapp, 1959). Keilat ovat mitoiltaan vaihtelevia, mutta pituus on yleensä useita satoja metrejä, leveys kymmenistä satoihin metreihin ja korkeus 0-30 metriä (Rapp, 1959; Luckman, 1977). Pinnan kaltevuus vaihtelee tyypillisesti 20-30 asteen välillä (Jomelli ja Francou, 2000). Lumivyörykeiloissa on huomattava määrä toisten klastien varassa epävakaaasti lepäviä lohkareita (Jomelli ja Francou, 2000). Tällaisia lohkareita on koko keilan matkalla, mutta niiden esiintymistiheys vähenee kuitenkin distaalisuuntaan.



Kuva 11: Havainnekuva lumivyörykeilasta. Keilan aines on lajittumatonta, mutta sen distaali-osassa ja reunoilla isompien lohkareiden esiintymistiheys on suurempi (mukaillen Rappin (1959) kuvaa).

Lumivyörykeilojen aines on lumivyöryjen yleisesti kuljettaman sekä kerrostaman aineksen tapaan lajittumatonta ja klastit ovat pääosin kulmikkaita (Rapp, 1959). Pääasiallisesti keilat koostuvat kooltaan sorasta lohkareisiin olevasta aineksesta. Suuria lohkareita on keilassa erityisesti sen reunoilla ja distaaliosassa (Rapp, 1959). Vähän kiviainesta

sisältävillä rinteillä lumivyörykeilat voivat olla myös hajanaisista lohkareista koostuvia, kivettömään nurmi- tai heinikkoalueeseen rajautuvia muodostumia (Kuva 12) (Rapp, 1959; Blikra ja Nemec, 1998).



Kuva 12: Nurmikkoiselle rinteelle kerrostunut lumivyörykeila, jonka yläosassa on myös pitkittäisiä ruoteita. Sunnylvsmoldskreddalen, Møre-Romsdal, Norja (Blikra ja Nemec, 1998, julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla).

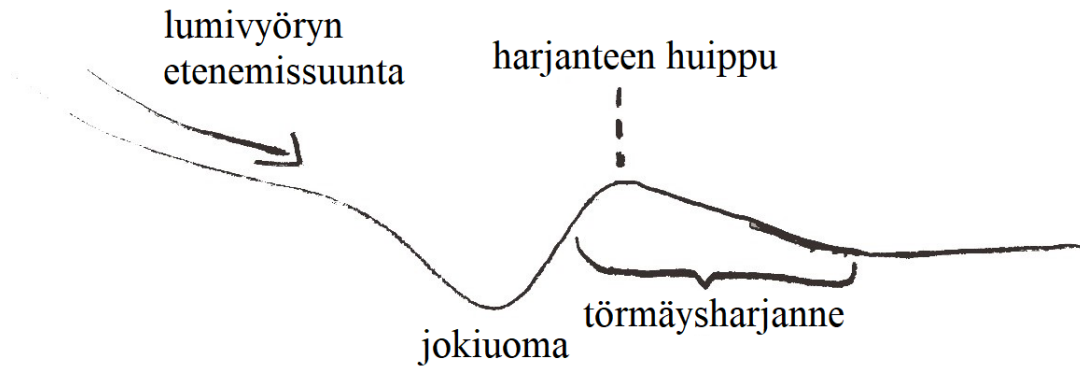
Lumivyöryt voivat muodostaa suurten lohkareiden suojanpuolelle Kuvan 13 mukaisia katvevalleja (engl. debris shadow, debris tail). Muodoltaan selvästi pitkittäiset vallit ovat tyypillisesti pituudeltaan 10-15 metriä ja korkeudeltaan 0-1 metriä (Luckman, 1977). Sekä eroosio että kerrostuminen voivat muodostaa katvevalleja (Rapp, 1959; Blikra ja Nemec, 1998). Eroosio muodostaa valleja, jos lumivyöryura erodoituu voimakkaasti ja lohkareen suojanpuolella ainesta erodoituu selvästi ympäristöään vähemmän. Tällöin lohkareen takana olleesta aineksesta jää ympäristöönsä nähden koholla oleva valli. Katvevalleja voi syntyä myös kerrostumalla siten, että karkeaa ainesta kerrostuu lohkareen taakse turbulenttisessa virtauksessa ”virtauksen irrotaessa” (engl. flow separation) lohkareen takana (Blikra ja Nemec, 1998). Katvevalleja esiintyy joskus osana lumivyörykeiloja (Luckman, 1977).



Kuva 13: Katvevalli, joka on muodostunut eroosion myötä eli lohkarkeen suojanpuolella oleva valli on erodoitunut ympäristöään vähemmän ja jäänyt koholle. Kuvan katvevallin on muodostanut lumivyöryn sijaan loskavyöry (engl. slushflow). Fiksdal, Møre-Romsdal, Norja (Blikra ja Nemec, 1998, julkaistu John Wiley and Sonsin luvalla).

Lumivyöryjen kerrostamia lineaarisia muodostumia ovat myös ruoteet (engl. ribs) ja reunavallit (engl. levées). Ruoteet ovat pitkittäisiä, vain yhden klastin paksuisia kerrostumismuotoja (Kuva 12) (Blikra ja Nemec, 1998). Ruoteet koostuvat kivistä sekä lohkarkeista ja niiden syntymekanismi on Blikran ja Nemecin (1998) mukaan epäselvä. Reunavallit ovat tiheästä lumesta koostuvien lumivyöryjen lumivyöryuran reunoille puskemia valleja (Blikra ja Nemec, 1998). Reunavalleja voi esiintyä myös pysähtymisvyöhykkeen proksimaaliosassa (Jomelli ja Bertran, 2001).

Jos lumivyöry kohtaa lumivyöryuralla jokiuoman, voi lumivyöryn törmäyksestä jokiuomaan muodostua joen vastarannalle törmäysharjanne (engl. impact rampart) (Matthews ym., 2015). Törmäysharjanteet ovat lumivyöryuraan nähden poikittaisia harjanteita, joilla on jyrkkä proksimaalirinne ja loivempi distaaliosa (Kuva 14). Harjanteiden korkeus (suhteessa distaalipuolen maanpintaan) on tyypillisesti 2-5 metriä ja leveys (kohtisuoraan jokiuomaan nähden) 10-60 metriä (Matthews ym., 2015).



Kuva 14: Havainnekuva törmäysharjanteen synnystä lumivyöryn törmätessä jokiuomaan ja kerrostaessa ainesta joen vastarannalle poikittaiseksi harjanteeksi (mukaiillen Matthews ym. (2015) kuvaa).

Törmäysharjanteet koostuvat Matthews ym. (2015) mukaan sekä jokiuomasta törmäyksessä singonneesta aineksesta että lumivyöryn sisältämästä debriksestä. Heidän Etelä-Norjassa tutkimissaan törmäysharjanteissa pääosa aineksesta oli lohkaraita kooltaan 30-60 senttimetriä. Osa lohkaraita oli fluviaalisessa ympäristössä pyörityneitä ja osa kulmikkaita. Kulmikkaat lohkareet olivat alkuperältään sekä lumivyöryjen ylempää kuljettamia että pakkasrapautumisen halkaisemia.

Törmäysharjanne koostuu useiden lumivyöryjen kerrostamasta aineksesta, jossa vanhemmat kerrokset ovat hautautuneet uudempien alle (Matthews ym., 2015). Jokiuomasta lumivyöryn törmäyksessä singonneen aineksen tilalle kulkeutuu fluviaalisten prosessien myötä uutta ainesta, jota uudet lumivyöryt voivat jälleen kerrostaa harjanteeksi. Törmäysharjanteet ovat voineet kehittyä samalla paikalla jopa tuhansia vuosia (Matthews ym., 2015).

Lumivyöryt osallistuvat yhdessä useiden muiden prosessien (mm. kivivyöryjen, solifluktion ja mutavyöryjen) kanssa myös pronival-muodostumien kerrostumiseen. Pronival-muodostumat (engl. protalus rampart, pronival rampart) ovat matalia, yleensä lumivyöryn etenemissuuntaan nähden poikittaisia, tavallisesti pysähtymisvyöhykkeellä esiintyviä kerrostumia, joiden tarkka syntymekanismi eri geomorfologisten prosessien kesken on epäselvä (Matthews ym., 2011). Pronival-muodostumien morfologia koostuu lyhyestä proksimaalirinteestä, joka kohoaa noin 0-5 metriä ympäröivän rinteiden yläpuolelle, ja pidemmästä distaalirinteestä. Matthews ym. (2011) tutkimat pronival-muodostumat, joissa oli viitteitä vahvasta lumivyöryjen kerrostavasta toiminnasta, koostuivat pääasiallisesti klastikannatteisesta diamiktonista.

5 YHTEENVETO

Tässä työssä on kuvattu lumivyöryjä ja niiden syntyä, lumivyöryjä geologisena prosessina sekä lumivyöryjen synnyttämiä maaperämuotoja. Lumivyöryt aiheuttavat eroosiota, synnyttävät eroosionmuotoja, kuljettavat debristä ja kerrostavat erilaisia kerrostumismuotoja.

Eroosiota aiheuttavat lumettoman maan päällä etenevät tai koko lumipeitteen kattavat lumivyöryt ja eroosion tehokkuuteen vaikuttavat muun muassa etenevän lumen tiheys ja alustan koostumus (Luckman, 1977; Blikra ja Nemec, 1998). Eroosionopeudet eri tutkimuksissa ovat vaihdelleet 0-0,5 millimetriin vuodessa (Sass ym., 2010; Moore ym., 2013; Korup ja Rixen, 2014). Lumivyöryjen muodostamia eroosionmuotoja ovat lumivyörykraatterit, lumivyörykourut ja laahausjäljet (Luckman, 1977; Blikra ja Nemec, 1998; Jomelli ja Bertran, 2001; Sekiguchi ym., 2005; Matthews ym., 2017).

Lumivyöryjen kuljettama ja kerrostama sedimenttikerros vaihtelee suuresti, mutta debrispitoisten lumivyöryjen kerrostama aines on lajittumatonta ja klastikannatteista (Blikra ja Nemec, 1998). Kerrostumismuotoja, joita lumivyöryt synnyttävät, ovat lumivyörykeilat, katvevallit, reunavallit, törmäysjarjanteet ja pronival-muodostumat (Rapp, 1959, 1960; Luckman, 1977; Blikra ja Nemec, 1998; Jomelli ja Bertran, 2001; Matthews ym., 2011, 2015).

Lumivyöryt ovat esiintymisalueillaan huomattava erodoiva ja kerrostava ilmiö, jonka vaikutus paikallisesti rinteiden ja lumivyöryjen pysähtymisvyöhykkeiden geologiaan ja geomorfologiaan voi olla suuri (Rapp, 1959; Moore ym., 2013). Lisätutkimusta muun muassa lumivyöryjen vaikutusmekanismeista joidenkin ilmiöiden taustalla tarvitaan edelleen (mm. Freppaz ym., 2006; Matthews ym., 2011), mutta lumivyöryt ovat kiistatta huomattava geologinen voima topografialtaan jyrkillä alueilla.

LÄHDELUETTELO

- Beylich, A. A. ja Laute, K. 2015. Sediment sources, spatiotemporal variability and rates of fluvial bedload transport in glacier-connected steep mountain valleys in western Norway (Erdalen and Bødalen drainage basins). *Geomorphology* 228, 552-567.
- Blikra, L. H. ja Nemec, W. 1993. Postglacial avalanche activity in western Norway: depositional facies, chronostratigraphy and palaeoclimatic implications. *Paläoklimaforsch* 11, 143-162.
- Blikra, L. H. ja Nemec, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology* 45, 909-959.
- Colbeck, S. C. 1987. A review of the metamorphism and classification of seasonal snow cover crystals. *Avalanche Formation, Movement and Effects (Proceedings of the Davos Symposium, September 1986)*. IAHS Publ. No. 162, 3-34.
- Freppaz, M., Lunardi, S., Maggioni, M., Valfre, F., Bizzocchi, T. ja Zanini, E. 2006. Soil erosion caused by snow avalanches: preliminary results of two case studies in the Aosta Valley (NW-Italy). *Proceedings of the International Snow Science Workshop [ISSW]* Vol. 2006, 880-886.
- Gardner, J. S. 1983. Observations on Erosion by Wet Snow Avalanches, Mount Rae Area, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research* Vol. 15, No. 2, 271-274.
- Gauer, P. ja Issler, D. 2004. Possible erosion mechanisms in snow avalanches. *Annals of Glaciology* 38, 384-392.
- Gauer, P. ja Kristensen, K. 2016. Four decades of observations from NGI's full-scale avalanche test site Ryggfonn - Summary of experimental results. *Cold Regions Science and Technology* 125, 162-176.
- Johnson, A. L. ja Smith, D. J. 2010. Geomorphology of snow avalanche impact landforms in the southern Canadian Cordillera. *The Canadian Geographer* Vol. 54, No. 1, 87-103.
- Jomelli, V. ja Bertran, P. 2001. Wet snow avalanche deposits in the French Alps: structure and sedimentology. *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography* Vol. 83, No. 1-2, 15-28.
- Jomelli, V. ja Francou, B. 2000. Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif des Ecrins, French Alps. *Geomorphology* 35, 181-192.
- Korup, O. ja Rixen, C. 2014. Soil erosion and organic carbon export by wet snow avalanches. *The Cryosphere* 8, 651-658.
- Laute, K. ja Beylich, A. A. 2014. Morphometric and meteorological controls on recent snow avalanche distribution and activity at hillslopes in steep mountain valleys in western Norway. *Geomorphology* 218, 16-34.
- Lied, K. ja Kristensen, K. 2003. *Snøskred. Håndbok om snøskred*. Forlaget Vett og Viten, Nesbru. 200 s.
- Luckman, B. H. 1977. The geomorphic activity of snow avalanches. *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography* Vol. 59, No. 1-2, 31-48.

- Matthews, J. A., McEwen, L. J. ja Owen, G. 2015. Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD) of snow-avalanche impact ramparts in southern Norway: approaches, results and implications for landform age, dynamics and development. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, 1705-1718.
- Matthews, J. A., Owen, G., McEwen, L. J., Shakesby, R. A., Hill, J. L., Vater, A. E. ja Ratcliffe, A. C. 2017. Snow-avalanche impact craters in southern Norway: Their morphology and dynamics compared with small terrestrial meteorite craters. *Geomorphology* 296, 11-30.
- Matthews, J. A., Shakesby, R. A., Owen, G. ja Vater, A. E. 2011. Pronival rampart formation in relation to snow-avalanche activity and Schmidt-hammer exposure-age dating (SHD): Three case studies from southern Norway. *Geomorphology* 130, 280-288.
- Moore, J. R., Egloff, J., Nagelisen, J., Hunziker, M., Aerne, U. ja Christen, M. 2013. Sediment Transport and Bedrock Erosion by Wet Snow Avalanches in the Gubbigraben, Matter Valley, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* Vol. 45, No. 3, 350-362.
- Naaim, M., Naaim-Bouvet, F., Faug, T. ja Bouchet, A. 2004. Dense snow avalanche modeling: flow, erosion, deposition and obstacle effects. *Cold Regions Science and Technology* 39, 193-204.
- Perla, R. I. 1980. Avalanche release, motion and impact. Teoksessa: Colbeck, S. C. (toim.) *Dynamics of Snow and Ice Masses*. Academic Press, London, 397-462.
- Quervain, M. d., Crécy, L. d., LaChapelle, E. R., Losev, K. ja Shoda, M. 1973. Avalanche classification. *Hydrological Sciences Bulletin* Vol. 18, No. 3, 391-402.
- Rapp, A. 1959. Avalanche boulder tongues in Lappland. Descriptions of little-known forms of periglacial debris accumulations. *Geografiska Annaler* Vol. 41 No. 1, 34-48.
- Rapp, A. 1960. Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler* Vol. 42 No. 2-3, 65-200.
- Sass, O., Heel, M., Hoinkis, R. ja Wetzels, K.-F. 2010. A six-year record of debris transport by avalanches on a wildfire slope (Arnspitze, Tyrol). *Zeitschrift für Geomorphologie* Vol. 54, No. 2, 181-193.
- Schweizer, J., Bartelt, P. ja Herwijnen, A. v. 2015. Snow Avalanches. Teoksessa: Haeberli, W., Whiteman, C. ja Shroder, J. F., Jr. (toim.) *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*. Academic Press, Boston, 395-436.
- Schweizer, J., Jamieson, J. B. ja Schneebeli, M. 2003. Snow avalanche formation. *Reviews of Geophysics* Vol. 41, No. 4, 2.1-2.25.
- Sekiguchi, T., Sato, H. P. ja Akiyama, K. 2005. Geomorphological Features of Avalanche Furrows in Heavy Snow Region in Japan. *Bulletin of the Geographical Survey Institute* Vol. 52, 37-47.
- Sovilla, B., Burlando, P. ja Bartelt, P. 2006. Field experiments and numerical modeling of mass entrainment in snow avalanches. *Journal of Geophysical Research* Vol. 111, No. F3, 1-16.